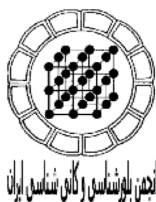
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی ام، شمارهٔ سوم، پاییز ۱۴۰۱، از صفحهٔ ۴۲۹ تا ۴۴۶



بررسی الگوی توزیع عناصر خاکی نادر (REEs) در آپاتیت‌های هرمز به عنوان رهیافت اکتشافی با استفاده از مقایسه توزیع الگوی عناصر اصلی و خاکی نادر در ریولیت‌های گنبد نمکی هرمز و گچین

علی رستمی*[1]، صمد علیپور[2]، علی عابدینی[3]

گروه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه ارومیه، ارومیه

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۸/۳۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۱۱/۱۸)

چکیده: گنبدهای نمکی هرمز و گچین به ترتیب در ۱۷ کیلومتری جنوب و ۵۰ کیلومتری غرب بندرعباس، بر کمربند زاگرس واقع هستند. رخنمون‌های گسترده‌ای از سنگ‌ها و توف ریولیتی در این گنبدهای نمکی دیده می‌شود. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده ریولیت‌ها شامل هماتیت، مگنتیت، پیریت، آهکیوپیریت و آپاتیت (گنبد نمکی هرمز) هستند. بر پایه شواهد زمین‌شیمیایی، سنگ‌های ریولیتی هرمز و گچین وابسته به سری‌های ماگمایی آهکی قلیایی تا شوشونیتی هستند و طی یک نظام زمین‌ساختی از نوع کمان‌های آتشفشانی کرانه فعّال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. نبود ناهنجاری‌های منفی Nb و مثبت Pb در ریولیت‌های هرمز و گچین نشان‌دهنده ماگمای برآمده از خاستگاه گوشته‌ای با آلودگی کمی از سنگ‌های پوسته‌ای و وابسته به فرورانش است. مقدار میانگین نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(Ce/Yb)_N$ به عنوان شاخص نسبت عناصر خاکی نادر سبک (LREE) به سنگین (HREE) نشان‌دهنده‌ی غنی‌شدگی آشکار LREEها نسبت به HREEها برای سنگ‌های ریولیتی هرمز در برابر سنگ‌های ریولیتی گچین است. همبستگی قوی و مثبت بین مجموعه عناصر خاکی نادر با مجموعه اکسیدهای آهن، فسفات، کلسیم و همچنین ناهنجاری‌های مثبت La و Ce و منفی P در نمونه‌های ریولیتی هرمز نسبت به نمونه‌های گنبد نمکی گچین، پیامد حضور کانی آپاتیت در این سنگ‌هاست. الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر سبک در آپاتیت‌های گنبد نمکی هرمز از روند منظم‌تر و یکنواخت‌تری پیروی می‌کند، به طوری که LREEها سازگاری بیشتری برای تمرکز در کانی آپاتیت نشان می‌دهند. پایین بودن مقدار Eu/Eu^* در آپاتیت‌های هرمز (۰٫۰۱-۰٫۰۴ ppm) نسبت به ریولیت‌های هرمز (۰٫۳-۱٫۱ ppm) می‌تواند بیانگر تغییر ترکیب ماگمایی طی تشکیل آپاتیت‌ها باشد. افزون بر این، افزایش ناهنجاری منفی Eu می‌تواند به دلیل تبلور فلدسپارها باشد که Eu را از مذاب جدا کرده و در خود متمرکز می‌سازند و در آپاتیت‌های هرمز نشانگر درجه جدایش بالاست. آپاتیت‌های گنبد نمکی هرمز، با غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها، ناهنجاری‌های منفی Eu و مثبت Ce و غلظت‌های عناصر خاکی نادر قابل توجه تا ۸۸۸۲ppm به عنوان کانی رهیافت نقش مهمی در ارزیابی توزیع عناصر خاکی نادر در ریولیت گنبد نمکی هرمز دارند.

واژه‌های کلیدی: *عناصر خاکی نادر؛ ریولیت؛ آپاتیت؛ گنبد نمکی هرمز و گچین.*

مقدمه

گنبدهای نمکی ایران یکی از واحدهای مهم زمین ریخت شناسی ساختاری ایران هستند که متراکم‌ترین آنها در پهنه های چین‌خورده و گسیخته زاگرس و در حوضه خلیج فارس تشکیل شده‌اند که سرچشمه آنها حوضه نمکی سازند هرمز است. هرمز و سری‌های مشابه در حوضه‌های تبخیری در زمان پرکامبرین پسین تا کامبرین پیشین نهشته شده‌اند [۱]. پژوهش‌هایی گسترده بسیاری پیرامون گنبدهای نمکی سری هرمز شامل بررسی‌های زمین‌شناسی و زمان جایگیری آنها [۲]، اثر فرایندهای درونزایی [۳]، کانه‌زایی آهن [۴] و سنگ زایی سنگ‌های آذرین وابسته به این گنبدها [۵] انجام شده است. داده‌های زمین‌شیمیایی کانسارهای گوناگون، افزون‌بر آن‌که

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۶۵۳۰۲۰۴ ، پست الکترونیکی: arostami_231@yahoo.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.4.2]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.429]

راهنمای خوبی در تفسیر داده‌ها و ارائه کلید اکتشافی در فهم چگونگی و مراحل پیدایش کانسار هستند، ابزار مهم اکتشافی در پی‌جویی کانسارهای مشابه به‌شمار می‌روند. عناصر خاکی نادر از جمله عوامل زمین‌شیمیایی هستند که کمتر از سایر عنصرها در معرض هوازدگی و دگرسانی‌های گرمابی هستند. بنابراین الگوی پراکندگی آنها به‌طور معمول برای شناسایی نوع توده‌های زمین‌شناسی، به‌دست‌آوردن اطلاعاتی درباره حمل، غنی‌شدگی و تغییرات محیطی فلزها به‌کار می‌رود [۶]. عناصر خاکی نادر تمایل کمی به جایگزین شدن عناصر اصلی طی تبلور ماگما دارند [۷] آپاتیت از جمله کانی‌های تمرکز دهنده عناصر خاکی نادر بوده و بررسی آن در بررسی عناصر خاکی نادر مؤثر است. از نظر موقعیت جغرافیایی، گنبد نمکی هرمز در استان هرمزگان، ۱۷ کیلومتری جنوب بندرعباس و گنبد نمگی گچین در ۵۰ کیلومتری غرب بندرعباس و شرق روستای گچین واقع است. در این پژوهش، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی واحدهای سنگی ریولیتی، الگوی توزیع عناصر اصلی، فرعی و عناصر خاکی نادر در واحدهای ریولیتی بررسی شد همچنین از آنجا که عناصر خاکی نادر در آپاتیت جانشین Ca^{2+} شده و نقش مهمی در توزیع عناصر خاکی نادر در کانسنگ و سنگ دارند [۸]، الگوی توزیع عناصر خاکی نادر در نمونه‌های آپاتیت ریولیت‌های گنبد هرمز بررسی و مقایسه گردید.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش، پس از تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه با استفاده از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بندرعباس [۹]، پیمایش صحرایی و تفکیک واحدهای سنگی بر اساس بررسی‌های پیشین [۱۱،۱۰]، تعداد ۵۰ نمونه از واحدهای ریولیت منطقه گنبد نمکی هرمز و گچین (۳۰ مقطع نازک و صیقلی) به منظور شناسایی ترکیب کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و دگرسانی تهیه و بررسی شد. تعداد ۶ نمونه به روش پراش پرتوی ایکس (XRD) با دستگاه Asenware مدل Awxdm300 با طول موج ۱٫۵۴ آنگسترم، ولتاژ ۴۵ کیلو ولت، جریان ۴۰ میلی آمپر و گستره زاویه‌ای 2θ از ۳ تا ۶۰ درجه، بررسی گردیدند. ۷ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی گنبد نمکی هرمز و تعداد ۹ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی گچین به عنوان نماینده برای شناسایی عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) و عناصر فرعی و خاکی نادر به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS)، با دستگاه perkin elmenr Elan DRC) در آزمایشگاه زرآزمای تهران تجزیه شد. ۱۰ نمونه کانی آپاتیت از واحد ریولیت هرمز برای عناصر خاکی نادر به روش ICP-MS به آزمایشگاه LABWEST کشور استرالیا ارسال شدند.

زمین‌شناسی مناطق مورد بررسی

سرزمین ایران به عنوان بخشی از نواحی مرکزی- غربی سامانه کوهزایی آلپ- هیمالیا به دلیل تحمل زمین‌ساخت ویژه نواحی همگرایی صفحه‌های [۱۲]، جولانگاه فعالیت‌های ماگمایی (آتشفشانی و نفوذی) گسترده‌ای بویژه در دوران سنوزوئیک بوده است. کمربند زاگرس چین‌خورده به عنوان بخش میانی رشته‌کوه‌های آلپ- هیمالیا از بهترین نمونه‌هایی است که همه مراحل تکامل یک حوضه رسوبی شامل فلات قاره غیرفعال (پالئوزوییک) تا انشقاق و تشکیل کافت (مزوزوییک) و مراحل متعدد چین‌خوردگی و گسلش همراه با برخورد صفحه‌ها (سنوزوییک) را نشان می‌دهد [۱۳]. در نتیجه این کمربند شامل ۱۲ کیلومتر رسوب و نهشته سنگ‌های گوناگون به سن پرکامبرین پسین تا عهد حاضر است که با نام رشته کوه زاگرس شناخته می‌شود [۱۴]. توالی رسوبی مزوزوییک حوضه زاگرس از تبخیری تریاس، کربنات‌های همراه با شیل و تبخیری‌های ژوراسیک و تناوب‌های شیلی-کربناتی کرتاسه تشکیل شده است [۱۵]. بر اساس تقسیمات زمین‌ساختاری ایران، گنبدهای نمکی هرمز و گچین در بخش جنوبی کمربند زاگرس قرار دارند. در نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۱)، مهمترین واحدهای موجود شامل سازند هرمز به سن پرکامبرین، میشان، آغاجاری و بختیاری به سن سنوزوئیک هستند. گنبدهای نمکی مورد بررسی (گچین و هرمز) مربوط به سازند هرمز هستند. قدیمی‌ترین سازند منطقه سازند هرمز با سن پرکامبرین است که از چهار عضو سازند نمکی هرمز، سازند هرمز، سازند آهکی سیاه رنگ جلبکی و سازند آواری-آتشفشانی تشکیل شده است [۱۱]. گنبد نمکی هرمز از قدیمی‌ترین سنگ‌های تبخیری و لایه‌های نمکی ضخیم در هسته‌ی طاقدیس تشکیل شده است. سنگ‌های آتشفشانی هرمز شامل دو دسته هستند. ۱) ماهیت اسیدی تا حدواسط و دربردارنده ریولیت، داسیت و تراکیت و ۲)

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.4.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.429]

دایک‌های دیابازی و گرانوفیری با راستای شرقی-غربی که سازند هرمز را قطع کرده‌اند هستند [۱۰]. بررسی‌های سنی انجام شده بر واحدهای ماگمایی گنبد نمکی هرمز، سن آنها را اواخر پرمین تا اوایل تریاس نشان داده است [۱۶]. واحدهای سنگی گنبد نمکی گچین شامل سنگ‌های تبخیری، رسوبی و آتشفشانی هستند. سنگ‌های آذرین گچین از دو نوع بازیک و اسیدی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های بازیک شامل بازالت، گابرو و دیاباز به شدت دگرسان‌شده هستند. سنگ‌های اسیدی شامل توف‌ها و گنبدهای ریولیتی و گرانیتی کم عمق هستند. به احتمال بسیار، این سنگ‌ها در گنبد نمکی گچین در پایان میوسن و ابتدای پلیوسن رخنمون یافته‌اند [۱۷].

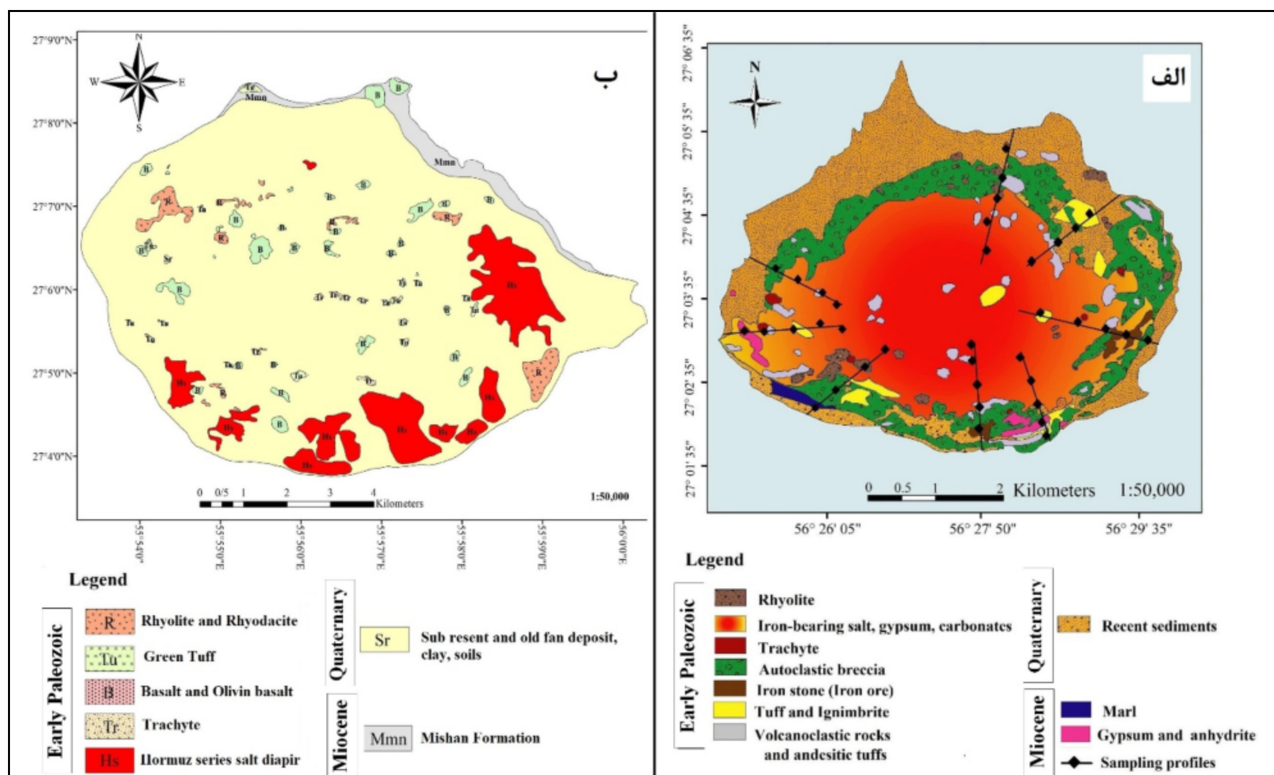
سنگ‌شناسی واحدهای آذرین مناطق مورد بررسی

نقشه منطقه گنبد نمکی هرمز و گچین با استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱٫۲۵۰۰۰۰ بندرعباس [۹]، تصاویر ماهواره‌ای و بررسی‌های صحرایی تهیه شد (شکل ۱). براساس بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی، واحدهای سنگی این مناطق شامل ریولیت، توف و تراکی‌آندزیت هستند. در این پژوهش، سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی سنگ‌های ریولیت و توف ریولیت منطقه هرمز و گچین بررسی شد.

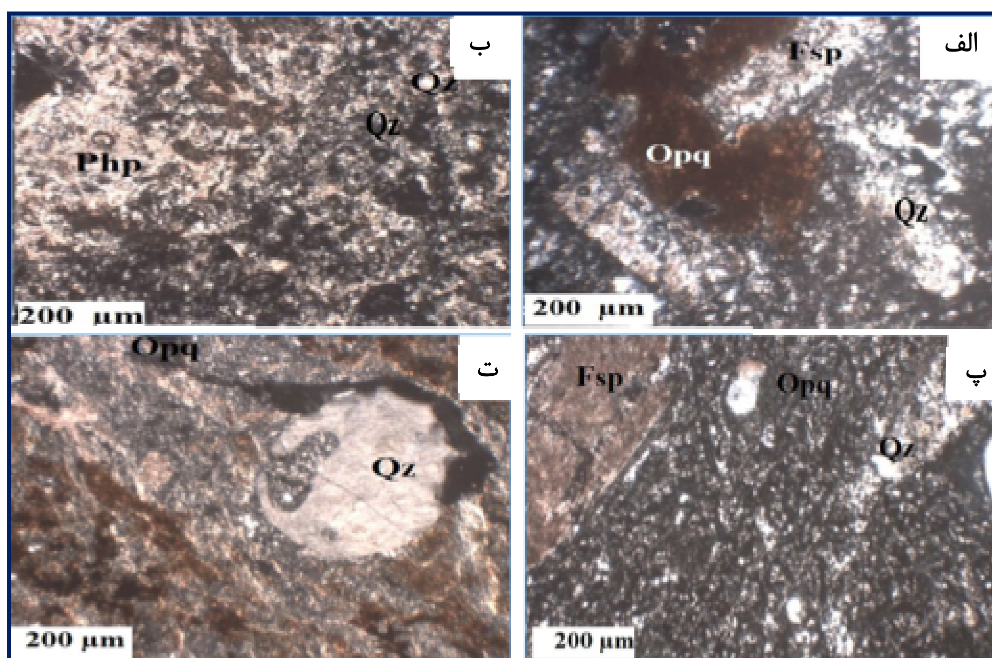
مجموعه سنگ‌های ریولیت و توف ریولیتی گنبد نمکی هرمز

ریولیت‌های گنبد نمکی هرمز: براساس بررسی های میکروسکوپی، ریولیت‌های هرمز از ۲۵ درصد درشت بلورهای کوارتز، ۳۰ درصد فلدسپار قلیایی، ۱۵ درصد پلاژیوکلاز و ۱۰ درصد کانی-های کدر در ۲۰ درصد زمینه ریز دانه و شیشه با بافت پورفیری تشکیل شده‌اند (شکل ۲ الف).

توف ریولیتی گنبد نمکی هرمز: توف‌ها با بافت غالب ریزبلوری دارای ۵۵ درصد کانی اصلی کوارتز، ۲۰ درصد فلدسپار و همچنین ۵ درصد کانی فرعی (اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی) در زمینه ۲۰ درصدی از شیشه هستند (شکل ۲ ب). کانی‌های ثانویه شامل کانی رسی فراوان و سریسیت و کانی‌های فرعی آن کانی‌های کدر-اکسید آهن هستند.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی واحدهای سنگی مناطق مورد بررسی در الف) گنبدهای نمکی هرمز و ب) گچین برپایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بندرعباس (نقشه ترکیب شده نهایی برگرفته از مرجع [۹] است).



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی واحدهای ریولیتی و توف ریولیتی گنبد نمکی هرمز و گچین: الف) سنگ ریولیتی در هرمز با فلدسپارهای دگرسان شده، ب) نمونه توف هرمز با بافت ریزبلوری، پ) بافت پورفیری در ریولیت گچین دارای دانه‌های درشت کوارتز، ت) توف ریولیتی تجزیه شده گچین. (Fsp: فلدسپار، Opq: کانی‌های کدر، Qz: کوارتز و Php: کانی‌های فیلوسیلیکاتی).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.4.2]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.429]

مجموعه سنگ‌های ریولیت و توف ریولیتی گنبد نمکی گچین

سنگ‌های ریولیتی گنبد نمکی گچین: این واحد دربرگیرنده کانی‌های اصلی کوارتز (۳۵ درصد) و فلدسپارهای دگرسان شده (۱۵ درصد) و فازهای فرعی چون مسکوویت، سریسیت، کانی‌های رسی و کانی‌های کدر (۱۵ درصد) است. دانه‌های درشت کوارتز در زمینه ریز دانه و شیشه (۳۵ درصد) با بافت پورفیری مشخص هستند. کانی‌های فلدسپاری (ارتوز و پلاژیوکلازهای سدیمی) به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار و بیشتر بی‌شکل دیده می‌شوند که با اکسیدهای آهن جایگزین و یا به کانی رسی و سریسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۲ پ). کانی‌های رسی به طور موضعی شامل سریسیت- مسکویت سوزنی و تیغه‌ای شکل هستند. کوارتزهای ریز و سیلیس بازبلوری شده و کانی‌های کدر- اکسید آهن قابل دیده‌اند.

توف ریولیتی گنبد نمکی هرمز: این واحد با بافت دارای مقدار کمی درشت آوارهای بلوری کوارتز (۴۰ درصد) به صورت بی‌شکل گاه با لبه‌های خرد شده و خوردگی خلیجی در ۳۰ درصد خمیره شیشه‌ای با ۱۵ درصد درشت بلورهای فلدسپار و ۱۵ درصد کانی‌های کدر است (شکل ۲ ت). کانی‌های ثانویه شامل کانی رسی فراوان و سریسیت و کانی‌های فرعی آن کانی‌های کدر- اکسید آهن هستند. گاهی توف ریولیتی به شدت اکسیده و کربناتی شده به طوری که آثار بلوری فلدسپار که بطورکلی با کربنات و کوارتز جایگزین شده است در آنها دیده می‌شود.

کانه‌نگاری، کانی‌شناسی، ساخت و بافت

براساس بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی و الگوهای XRD، کانه‌ها و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گنبد نمکی هرمز و گچین در چهار گروه: کانه‌های اکسیدی (هماتیت و مگنتیت)، کانی‌های سولفیدی (پیریت و آهکیوپیریت)، کانی‌های فسفاتی (آپاتیت) و کانی‌های باطله (کلسیت وکوارتز)، رده‌بندی می‌شوند. مگنتیت در مراحل اولیه ماگما تشکیل شده و کانی‌های سولفیدی چون پیریت و آهکیوپیریت در مرحله بعدی در این سنگ‌ها شکل گرفته‌اند. با توجه به بالا بودن مقدار آهن ماگمای اولیه، کانه‌زایی هماتیت اولیه و سپس ثانویه رخ داده است. آپاتیت ها درون درز و شکاف‌ها در مرحله پایانی تشکیل شده اند.

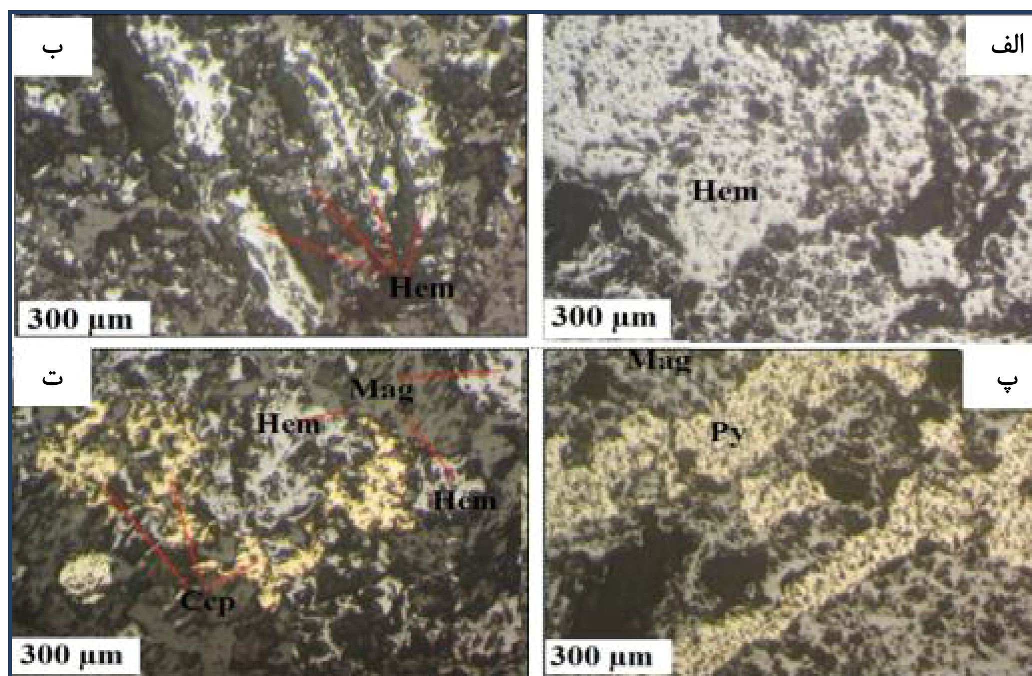
کانه‌های اکسیدی (هماتیت و مگنتیت): هماتیت به عنوان فراوان‌ترین کانی اکسیدی (۸۵-۵۰ درصد)، در منطقه هرمز به دو شکل اولیه و ثانویه دیده می‌شود. در واقع، هماتیت‌های تیغه‌ای (اسپکیولاریت) یا توده‌ای به صورت اولیه (نسل اول) و

هماتیت‌های رگچه‌ای به صورت ثانویه (نسل دوم) هستند. (شکل‌های ۳ الف و ب). اسپکیولاریت با اندازه ۲ میکرون تا ۱ میلی‌متر فاز غالب فلزی بوده که بافت توده‌ای را در سنگ ایجاد کرده است. مگنتیت فراوان‌ترین کانی اکسیدی در ریولیت‌های گچین است. این کانی با فراوانی ۸۰ درصد، به صورت بلورهای خودشکل ۲ تا ۵۰۰ میکرون و با بافت موزاییکی دیده می‌شوند (شکل‌های ۳ پ و ت).

کانی‌های سولفیدی (پیریت و آهکوپیریت): در گنبد نمکی گچین، پیریت و کلکوپیریت از جمله کانی‌های سولفیدی ثانویه با فراوانی کم هستند که به صورت فاز تأخیری جانشین اکسیدهای آهن از جمله مگنتیت شده‌اند. پیریت با فراوانی ۱۰ درصد فراوان‌ترین کانی سولفیدی است. بلورهای خودشکل پیریت با اندازه ۲۰ تا ۴۰۰ میکرون به صورت رگچه‌ای بین مگنتیت، بافت پرکننده فضای خالی را ایجاد می‌کنند (شکل ۳ پ). کانی آهکیوپیریت به صورت پراکنده و لکه‌های بی‌شکل در بین دانه‌های مگنتیت باعث تشکیل بافت خوردگی در مگنتیت شده است (شکل ۳ ت).

کانی‌های فسفاتی (آپاتیت): آپاتیت‌های هرمز در بخش جنوب و جنوب غربی جزیره درون درز و شکاف‌های توده گرانوفیری به صورت رگه‌ای و در راستای آبراهه‌ها به صورت پلاسری یافت می‌شوند. آپاتیت‌ها ریز در حد میلی‌متری تا ۱۰ سانتی‌متری به صورت شکل‌دار تا ششگوشی به رنگ‌های سبز روشن، سبز مایل به زرد، سبز خاکستری و قهوه‌ای در سنگ‌های ریولیتی دیده می‌شوند. کانی‌های همزیست با آپاتیت‌های هرمز کوارتز، هماتیت، ارتوکلاز و بیوتیت هستند.

کانی‌های باطله (کلسیت و کوارتز): کوارتز فراوانترین کانی سیلیکاتی همراه با مگنتیت و هماتیت است. کوارتز بصورت بلورهای منشوری نیمه شکل‌دار-بی‌شکل و گاه با خوردگی خلیجی دیده می‌شود و در بررسی های XRD از فازهای اصلی در رگه‌های کانه‌زا است. رگچه‌های کوارتز نیز در رسوب‌های گنبد نمکی هرمز همراه با رگچه‌های کلسیتی دیده می‌شوند. کلسیت اصلی‌ترین کانی کربناتی بوده که همراه با مگنتیت تشکیل شده است.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی کانه‌ها و کانی‌های مورد بررسی در واحدهای ریولیتی و توف ریولیتی گنبد نمکی هرمز و گچین: الف) هماتیت با بافت توده‌ای در گنبد نمکی هرمز، ب) هماتیت با بافت تیغه‌ای در گنبد نمکی هرمز، پ) رگچه‌هایی با بلورهای خود شکل پیریت با اندازه ۲۰ تا ۴۰۰ میکرون در بین مگنتیت در گنبد نمکی گچین و ت) کانی مگنتیت با بافت موزاییکی با اندازه ۲ تا ۵۰۰ میکرون همراه با دانه‌های بی‌شکل آهکیوپیریت در گنبد نمکی گچین (Mag: مگنتیت، Hem: هماتیت، Ccp: کلکوپیریت و Py: پیریت).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.4.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.429]

زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین مناطق مورد بررسی

توزیع عناصر اصلی

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی سنگ‌های ریولیت گنبد نمکی هرمز و گچین در جدول ۱ ارائه شده است. بر این اساس، در بین اکسیدهای اصلی، Fe_2O_3 با میانگین ۵/۴ و ۴/۷ درصد وزنی به ترتیب در گنبد نمکی هرمز و گچین به دلیل حضور کانی‌های هماتیت و مگنتیت فراوان‌ترین اکسید تشکیل دهنده محسوب می‌شود. پس از آن، K_2O در ریولیت‌های هرمز و گچین به ترتیب با مقدار میانگین ۴ و ۵/۲ درصد وزنی است که با پتاسیم در ساختار فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و بیوتیت سازگاری دارد. میانگین مقدار اکسید کلسیم حدود ۲ درصد وزنی و مقدار اکسید منیزیم ۲ و ۱/۵ درصد وزنی به ترتیب در سنگ‌های ریولیتی هرمز و گچین است. در واقع می‌توان گفت که بالا بودن مقادیر عناصر قلیایی نیز نشانگر ایجاد دگرسانی پتاسیمی توسط سیال گرمابی است. سایر اکسیدها از جمله Al_2O_3، MnO، Na_2O، P_2O_5 و TiO_2 در مقادیر کمتر و در مجموع ۲ و ۱ درصد وزنی به ترتیب از سنگ‌های هرمز و گچین را تشکیل می‌دهند. مقدار P_2O_5 در ریولیت‌های هرمز کمتر از ۰/۱ تا ۰/۳ درصد وزنی است و مقدار آن اغلب با کانی آپاتیت کنترل می‌شود به طوری که در نمونه (H-2) دربردارنده آپاتیت فراوان، مقدار آن به ۴ درصد وزنی رسیده است. در ریولیت‌های گچین، مقدار P_2O_5 از ۰/۲ تا ۰/۴ متغیر است. با این وجود، مقدار بالای P_2O_5 در نمونه مورد بررسی از وابسته به حضور کانی آپاتیت است. به طور کلی، میانگین عناصر قلیایی در سنگ‌های آتشفشانی گنبد نمکی گچین نسبت به هرمز بیشتر است.

جدول ۱ مقادیر اکسیدهای اصلی نمونه‌های ریولیتی هرمز (H) و گچین (H) بر حسب درصد وزنی به دست آمده به روش XRF.

نمونه	H-1	H-2	H-3	H-4	H-5	H-6	H-7	H-8	G-1
SiO_2	۶۷/۳۱	۷۸/۶۵	۷۹/۳۳	۷۹/۷۷	۸۲/۲۳	۸۱/۴۵	۸۳/۶۳	۸۳/۵۲	۶۷/۶۵
Al_2O_3	۰/۲	۱/۳	۱	۱/۲	۱/۴	۱/۲	۱/۲	۰/۴	۰/۰۳
FeOt	۱۳/۳	۵/۲	۹/۱	۲/۶	۳	۲/۱	۲/۱	۴/۹	۱۳/۳
MnO	۱/۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۱/۶	۰/۰۱
MgO	۲/۶	۲/۶	۰/۲۴	۲/۷	۲/۶	۳	۱/۹	۲/۶	۰/۱
CaO	۷/۵	۰/۲	۰/۴	۰/۳	۰/۱۲	۰/۳۴	۰/۳۵	۱/۵	۷/۵
K_2O	۱/۳	۵	۳/۸	۶/۹	۳/۸	۵/۷	۴	۲/۷	۰/۳
Na_2O	۰/۳	۱/۲	۰/۸	۱/۲	۰/۳	۲	۰/۱۲	۰/۹	۰/۱
P_2O_5	۴	۰/۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۲	۰/۴
TiO_2	۰/۱	۰/۴	۰/۲	۰/۱۳	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۷/۵
LOI	۱/۸۳	۲/۴۲	۲/۶۴	۳/۱۲	۳/۰۹	۲/۷۳	۲/۶۲	۲/۸۲	۱/۸۹
Sample	**G-2**	**G-3**	**G-4**	**G-5**	**G-6**	**G-7**	**G-8**	**G-9**	
SiO_2	۸۳/۷۴	۸۱/۸۸	۷۹/۵۳	۷۸/۳۷	۷۸/۶۶	۶۹/۵۲	۷۴/۵۵	۷۱/۹۲	
Al_2O_3	۱/۱	۱/۲	۱/۲	۱/۳	۱/۳	۱/۳	۱/۵	۱/۱	
FeOt	۱/۹	۵/۳	۰/۶	۴/۷	۴/۶	۲/۶	۶/۴	۳/۳	
MnO	۰/۳	۱/۱	۰/۰۲	۰/۱۲	۰/۱	۰/۰۳	۰/۵	۰/۰۴	
MgO	۱/۴	۲/۶	۱/۴	۲/۵	۲/۷	۱/۵	۰/۱	۱/۱	
CaO	۲/۳	۰/۱	۰/۵	۰/۲	۰/۱	۰/۳	۰/۲	۱/۱	
K_2O	۴/۸	۳/۷	۸/۵	۵/۹	۶/۱	۳/۹	۵/۲	۹	
Na_2O	۰/۵	۰/۷	۰/۶	۰/۲	۰/۴	۴/۱	۰/۲۴	۱/۶	
P_2O_5	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	
TiO_2	۰/۱۲	۰/۲	۰/۱۴	۰/۳۲	۰/۳	۰/۹	۰/۱۲	۰/۲	
LOI	۱/۶۳	۲/۵۸	۲/۶۶	۲/۴۵	۲/۷۱	۲/۳۴	۱/۹۹	۲/۷۶	

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.4.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.429]

الگوی توزیع عناصر فرعی

مقادیر عناصر فرعی در نمونه‌های مورد بررسی هرمز و گچین در جدول‌های ۲ و ۳ ارائه شده است. نمودارهای عنکبوتی عناصر ناسازگار در نمونه سنگ‌های ریولیتی گنبد نمکی هرمز و گچین، نسبت به مقادیر گوشته اولیه بهنجار شده‌اند [۱۸] (شکل ۴). در این نمودارها، بی‌هنجاری منفی از عناصر متحرک K ، Ba، Ti و P و بی‌هنجاری مثبت از Pb، Nb و Sr دیده می‌شود. تهی‌شدگی بسیار شدید K و Ba پیامد شکسته شدن فلدسپات و بیوتیت طی رویداد دگرسانی است [۱۹]. یون‌های Ba^{+2} در کانی‌های پتاسیم‌دار جانشین K می‌شوند و هنگام دگرسانی مقدار آنها به شدت افت می‌کند. نبود بی‌هنجاری مثبت بارز یا بی‌هنجاری منفی Nb در این نمودار پیامد بی‌هنجاری منفی دروغین K در طی دگرسانی بوده که این به دلیل دگرسانی‌های فلدسپات و بیوتیت در این سنگ‌ها پس از تشکیل است. تهی‌شدگی عنصر P به احتمال بسیار ناشی از مشارکت آن در مراحل نخستین تبلور ماگما بوده که به صورت عنصر ناسازگار عمل کرده و برای تشکیل آپاتیت مصرف شده است و به تدریج طی افزایش تبلور ماگما از مقدار P_2O_5 کاسته می‌شود. بی‌هنجاری منفی از Ti و Nb نشان‌دهنده محیط زمین‌ساختی کرانه قاره‌ای فعال وابسته به فرورانش است [۲۰]، زیرا مقدار پایین Nb می‌تواند در اثر آلایش پوسته‌ای و دگرنهادی توسط سیال‌های آزادشده از سنگ کره اقیانوسی فرورونده به وجود آمده باشد [۲۱]، نبود بی‌هنجاری منفی Nb در ریولیت‌های هرمز و گچین نشان‌دهنده ماگمای برآمده از خاستگاه گوشته‌ای با آلودگی کمی از سنگ‌های پوسته‌ای و وابسته به فرورانش است [۲۲]. این در حالی است که مقادیر بالای Rb و Th می‌تواند بیانگر آلودگی ماگما در پوسته بالایی طی تکامل ماگما باشد [۲۳]. بی‌هنجاری مثبت و مقدار میانگین به نسبت بالای Sr (۱۵۹ و ۱۳۷ ppm به ترتیب در ریولیت‌های هرمز و گچین) ناشی از دگرسانی پتاسیمی ضعیف است که در نتیجه آن، Sr جانشین پتاسیم در فلدسپار پتاسیم می‌شود. در واقع در دیوریت‌های مورد بررسی با افزایش Sr، مقدار Ba تا حدی کاهش می‌یابد که بیانگر جدایش پلاژیوکلاز به عنوان یکی از فازهای مهم جدایشی در سنگ‌های ریولیتی این دو منطقه است. بی‌هنجاری مثبت Pb در نمونه‌های دیوریتی هرمز و گچین می‌تواند ناشی از دگرنهادی گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های برآمده از پوسته اقیانوسی فرورونده و یا آلایش ماگما با سنگ‌های پوسته قاره‌ای باشد [۲۴]. از این رو، بی‌هنجاری مثبت سرب در نمونه‌های مورد بررسی را می‌توان ناشی از ماهیت متحرک آن در سیال‌های تولید شده در چنین جایگاهی دانست [۲۵].

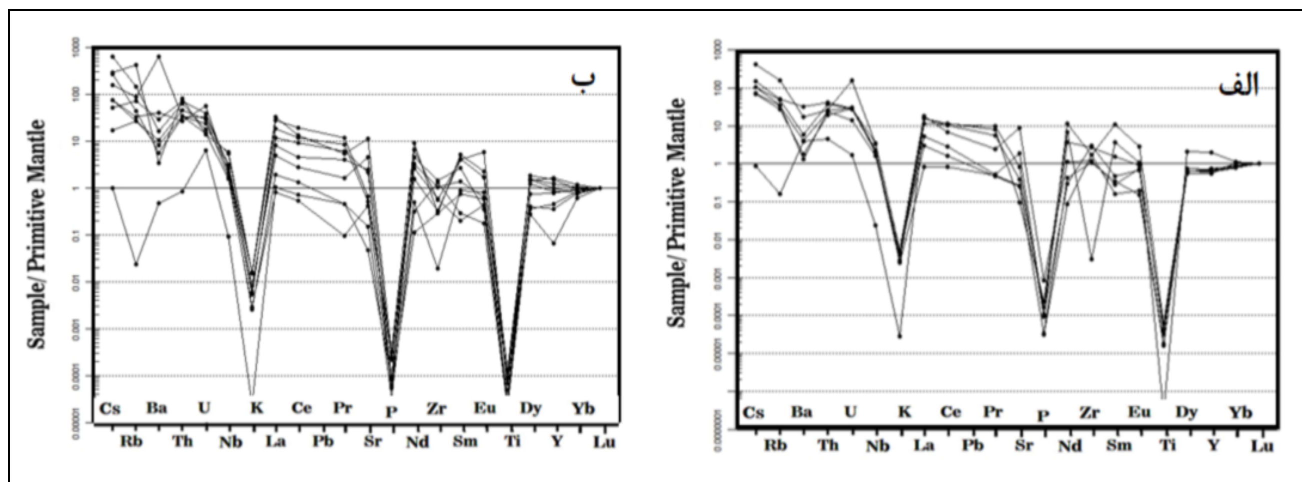
جدول ۲ مقادیر عناصر فرعی نمونه‌های ریولیتی هرمز (H) و گچین (H) بر حسب ppm به دست آمده به روش ICP-MS.

نمونه	H-1	H-2	H-3	H-4	H-5	H-6	H-7	G-1
Rb	۱۵۶	۱۸	۹۸	۱۳۸	۱۱۹	۱۲۱	۲۰۲	۰/۸
S	۳۹۵	۱۶۷۰	۷۳۱	۳۹۶	۲۷۱	۲۱۹۰	۸۱۵	۴۰۰۰۰
Sr	۱۲۱	۳۶۱	۱۱۹	۳۴/۸	۳۱/۵	۳۸/۳	۳۷۲	۵۰/۳
Cs	۵/۷	۱/۲	۳/۶	۳/۷	۳/۳	۳/۸	۶/۸	۰/۳
Ba	۶۴	۴۸۷۶	۶۸۰	۱۸۵	۱۵۹	۸۸	۲۴۹	۱۶۸
Ta	۰/۹	۰/۴	۰/۷	۰/۵	۰/۵	۰/۷	۰/۴	۰/۲۵
Nb	۱۱/۳	۳	۷/۵	۷/۵	۶/۲	۱۰	۴/۹	۳/۳
Zr	۱۳۰	۶	۹۹	۷۵	۱۱۸	۱۳۲	۲۷	۱۱
Hf	۱/۴	۲/۲	۳/۲	۳/۳	۳/۷	۵/۰۴	۱/۵	۱/۱
Th	۱۴/۵	۶۸/۵	۱۰/۳	۱۲/۹	۱۲/۷	۱۱/۲	۴/۵	۳/۵
U	۳/۴	۶/۳	۱/۸	۱/۹	۲/۳	۱/۴	۶/۸	۶/۷
Y	۲۱/۸	۱۶۰۱	۷/۶	۲۱/۲	۱۱/۲	۲۰/۹	۲/۵	۳۷۹
نمونه	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8	G-9
Rb	۱۰۲	۱۰۰	۱۰۰	۱۶۶	۱۵۳	۹۰	۳۶۷	۱۲۴
S	۱۴۰۸	۱۰۱	۱۴۵۴	۲۸۵۳	۳۸۳	۴۳۵	۴۱۰۸	۶۶۹۶
Sr	۱۶۵	۱۸/۶	۳۰	۲۸۷	۱۷/۵	۴۶	۳۲۰	۳۰۶
Cs	۷/۸	۳/۶	۰/۹	۳/۷	۸/۱	۰/۷	۳/۱	۳/۵
Ba	۱۴۵	۴۳۸	۴۵۱	۱۳۳۳	۱۸۹	۲۹۵	۳۲	۱۶۹۱
Ta	۰/۵	۰/۸	۰/۳	۰/۶	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۷
Nb	۶/۶	۷/۵	۴/۶	۶/۷	۶/۲	۵/۹	۵/۶	۹
Zr	۵۹	۸۷	۷	۱۱	۱۰	۱۷	۹	۶۹
Hf	۲	۳/۵	۱	۱/۲	۱/۱	۱/۳	۱	۳/۱
Th	۱۰/۴	۲۳/۷	۱۳/۴	۸/۴	۸/۸	۱۵/۴	۹/۶	۱۳/۸
U	۱/۸	۳/۷	۱/۸	۱/۲	۰/۶	۱/۶	۰/۴	۷/۱
Y	۱۲/۸	۱۲/۴	۹/۸	۱۶/۷	۶/۳	۳۶/۷	۰/۴	۹/۸

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.4.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.429]

جدول ۳ مقادیر عناصر فرعی نمونه‌های ریولیتی هرمز (H) و گچین (H) بر حسب ppm به دست آمده به روش ICP-MS.

نمونه	H-1	H-2	H-3	H-4	H-5	H-6	H-7	G-1
La	۵۲	۱۸۹۴	۱۱	۱۳	۴۲	۴	۲۶	۳۶
Ce	۱۳۱	۳۶۹۱	۱۵	۱۸	۷۲	۱۰	۲۵	۶۵
Pr	۱۸٫۲	۴۰۰	۰٫۴۴	۰٫۸	۶٫۱	۰٫۰۴	۱٫۳	۶٫۴
Nd	۱۰۳	۱۶۳۳	۰٫۹	۳٫۷	۲۰٫۱	۰٫۴	۳٫۱	۳۴٫۴
Sm	۳۳٫۲	۲۹۵	۰٫۶	۱	۲٫۶	۰٫۵	۰٫۳	۱۹٫۶
Eu	۳٫۲	۳۱٫۴	۰٫۳۴	۰٫۲	۰٫۶	۰٫۲	۰٫۳	۶٫۹
Gd	۷٫۵	۲۷۳	۲٫۱۲	۲٫۷	۳٫۳	۲٫۷	۱٫۸	۲۸٫۳
Tb	۰٫۷	۴۲٫۵	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۳	۶٫۳
Dy	۳٫۸	۲۷۷	۱٫۲	۲٫۹	۱٫۸	۳٫۲	۱	۵۳٫۱
Er	۲٫۸	۱۶۱	۱	۲٫۲	۱٫۷	۲٫۵	۰٫۸	۳۸٫۴
Tm	۰٫۴	۲۰٫۱	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۲۲	۰٫۴	۰٫۱	۵٫۸
Yb	۳٫۱	۹۷٫۶	۱٫۶	۲٫۷	۱٫۶	۲٫۹	۰٫۸	۲۹٫۲
Lu	۰٫۵	۱۳٫۲	۰٫۲۲	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۲	۳٫۷
نمونه	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8	G-9
La	۵۰	۸	۴۱	۱۰	۲۱	۳	۳۱	۳۳
Ce	۶۰	۱۴	۷۴	۱۵	۳۴	۵	۳۲	۴۹
Pr	۶٫۱	۰٫۷	۷٫۲	۱٫۴	۳٫۸	۰٫۰۴	۲٫۰۲	۶٫۷
Nd	۲۳	۲٫۵	۲۶٫۸	۶٫۴	۱۴٫۶	۰٫۸	۴٫۹	۲۷
Sm	۴٫۳	۰٫۸	۴٫۹	۵٫۳	۳٫۱	۱٫۸	۰٫۱۲	۳٫۶
Eu	۰٫۲۲	۰٫۲	۰٫۸	۲٫۹	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۶۴
Gd	۱٫۴	۲	۴٫۸	۳٫۰۱	۳	۴٫۵	۱٫۵	۲٫۵
Tb	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۹	۰٫۲	۰٫۴
Dy	۲٫۱	۱٫۶	۲٫۴	۳٫۵	۱٫۴	۷٫۲	۰٫۳	۱٫۸
Er	۱٫۶	۱٫۶	۱٫۳	۲٫۲	۰٫۹	۳٫۹	۰٫۳	۱٫۸
Tm	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۲
Yb	۱٫۷	۲٫۵	۰٫۸	۱٫۵	۰٫۷	۲٫۵	۰٫۴	۲٫۳
Lu	۰٫۳	۰٫۴۴	۰٫۲	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۴	۰٫۱	۰٫۴۴



شکل ۴ نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته [۱۸]، برای نمونه‌های ریولیتی الف) هرمز و ب) گچین.

جایگاه زمین‌ساختی و عوامل کنترل‌کننده فعالیت ماگمایی

به منظور بررسی سنگ زایی، تعیین سری ماگمایی، جایگاه زمین‌ساختی و عوامل کنترل‌کننده فعالیت ماگمایی در مناطق مورد بررسی از نتایج تجزیه شیمیایی ۱۶ نمونه از سنگ‌های ریولیت و توف ریولیت در گنبد نمکی هرمز و گچین (جدول‌های ۲ و ۳) استفاده شد.

فرایندهای مختلفی چون تبلور جدایشی، ذوب بخشی، آمیختگی ماگمایی و آلایش و هضم پوسته‌ای بر رفتار زمین-

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.4.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.429]

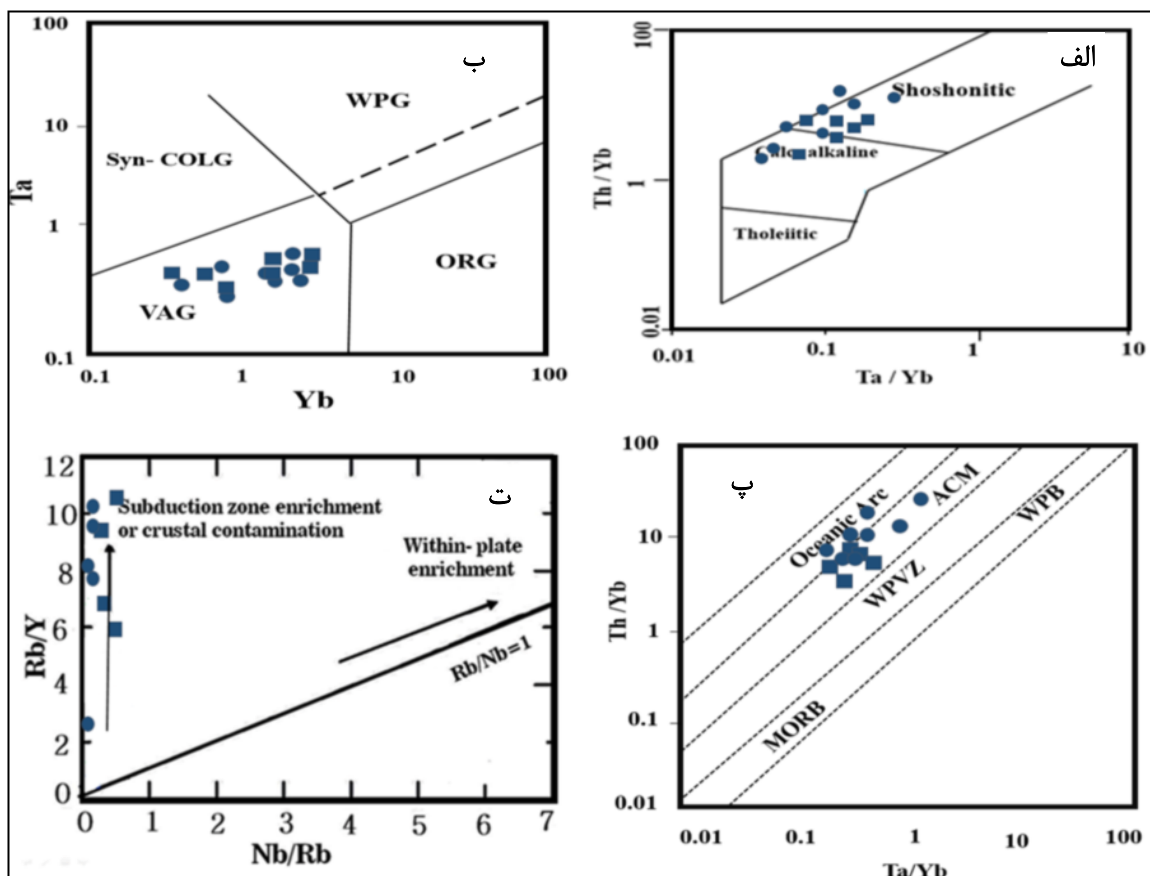
شیمیایی عناصر اصلی و نادر اثر می‌گذارند [۲۶]. از آنجا که تحرک بخش عمده عناصر اصلی و با شدت میدان پایین (LFSE)، چون (Cs، Rb، Ba و Sr) در سنگ‌های هوازده و دگرسان شده بالاست، برای تعبیر و تفسیر داده‌های سنگ زمین شیمیایی از عناصر نادر کم تحرک از جمله Zr، Ti، Nbو Y که از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) هستند [۲۷] استفاده شد.

تعیین سری ماگمایی

براساس نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۲۸] (شکل ۵ الف)، سنگ‌های ریولیتی هرمز و گچین با سری آهکی قلیایی تا شوشونیتی ارتباط داشته، در صورتی‌که سنگ‌های مربوط به گچین تمایل بیشتری به سمت شوشونیتی دارند.

جایگاه زمین ساختی سنگ‌های ریولتی هرمز و گچین

به منظور تعیین محیط زمین ساختی از نمودارهای بر پایه عناصر نادر، نسبت‌های بین آنها و عناصر کم‌تحرک استفاده شد. نسبت عنصرهای نادر Zr/Y برای تفکیک نظام زمین‌ساختی کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای (Zr/Y>۳) از کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی (Zr/Y<۳) به کار برده می‌شوند [۲۹]. سنگ‌های ریولیتی هرمز و گچین به ترتیب با مقدار میانگین Zr/Y برابر با ۶/۴ و ۴/۹ به ترتیب، ویژگی‌های کمان آتشفشانی قاره‌ای را دارند. همچنین مقادیر Ba/La بیش از ۳، نشان‌دهنده جایگاه کمان قاره‌ای است [۳۰]. در نمونه‌های مورد بررسی، مقادیر میانگین نسبت‌های یاد شده به‌ترتیب ۱۲۵ و ۳/۱ در هرمز و ۶۹/۲۲ و ۱۸ در گچین است. مقدار Ba در هر دو منطقه به طور قابل توجهی بالاست.



شکل ۵ الف) نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۲۸]، برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های ریولیتی هرمز و گچین، ب) نمودار Ta نسبت به Yb [۳۱]، برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ریولیتی هرمز و گچین، پ) تغییرات Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۳۲] برای تعیین غنی شدگی سنگ‌ها، ت) نمودار Rb/Y نسبت به Nb/Rb [۳۳] برای جزیره‌ای.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.4.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.429]

بر پایه نمودار Ta نسبت به Yb [۳۱] (شکل ۵ ب)، سنگ‌های مجموعه هرمز و گچین در گستره گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) واقع هستند. برای تفکیک کمان ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای از کمان‌های نوع جزیره‌ای، از نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۳۲] استفاده شد (شکل ۵ پ). بر این اساس، نمونه‌های گنبد نمکی هرمز و گچین در گستره کمان ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای قرار دارند، با این تفاوت که نمونه‌های گچین تمایلی به سمت کمان‌های جزیره‌ای نشان می‌دهند. با توجه به نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb، آلودگی پوسته‌ای سبب افزایش مقدار Th/Yb نسبت به Ta/Yb می‌شود که ناشی از فراوانی بیشتر Th نسبت به Ta در سنگ‌های پوسته‌ای است [۱۹]. به طور کلی، مقادیر بالای Th در این سنگ‌ها می‌تواند ناشی از دو عامل آلودگی ناشی از آلایش با پوسته بالایی و اثر سیال‌های آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده باشد. ماگماهای کرانه‌های قاره‌ای فعّال درجه‌های بالاتری از غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر ناسازگار در مقایسه با ماگماهای کمان‌های جزیره‌ای نشان می‌دهد که ممکن است بازتاب اثر همزمان سرچشمه گرفتن از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده و آلایش پوسته‌ای باشد.

عوامل کنترل‌کننده فعالیت ماگمایی در منطقه

از عوامل کنترل‌کننده فعالیت ماگمایی در کمان‌های ماگمایی می‌توان به گوه گوشته‌ای، ورقه اقیانوسی فرورونده، رسوب‌های فرورونده، ضخامت پوسته و شیب ورقه فرورونده اشاره کرد. برخی از این عوامل احتمالی کنترل‌کننده ماگماتیسم در منطقه مورد بررسی توصیف می‌شوند.

نمودار Rb/Y نسبت به Nb/Y

برای تعیین روند غنی‌شدگی سنگ‌های مورد بررسی در ارتباط با محیط‌های زمین‌ساختی از نمودار Rb/Y نسبت به Nb/Y استفاده شد [۳۳] (شکل ۵ ت). تغییرات این نسبت‌ها در سنگ‌های مورد بررسی برخلاف محیط‌های درون صفحه‌ای که روند غنی‌شدگی با Rb/Nb=1 دارند، غنی‌شدگی در پهنه فرورانش یا آلایش پوسته‌ای را نشان می‌دهند.

از دیگر عوامل مؤثر در تعیین خاستگاه سنگ‌های منطقه، رسوب های فرورانده شده هستند. گدازه‌های برآمده از ذوب ورقه فرورانده شده و یا رسوب های فرورانده شده، دارای نسبت Nb/Zr بالا (بیش از ۰٫۰۵) هستند [۳۴] و همچنین نسبت Sr/Ce در آن‌ها بالاست. در نمونه‌های مورد بررسی، میانگین نسبت Nb/Zr در سنگ‌های هرمز و گچین به ترتیب ۰٫۰۸ و ۰٫۵ محاسبه شد. مقدار میانگین Sr/Ce حدود ۳ و ۰٫۲۷ به ترتیب در هرمز و گچین بوده که بیانگر نقش پوسته فرورانده شده در تولید ماگماهای سازنده سنگ‌های آتشفشانی است.

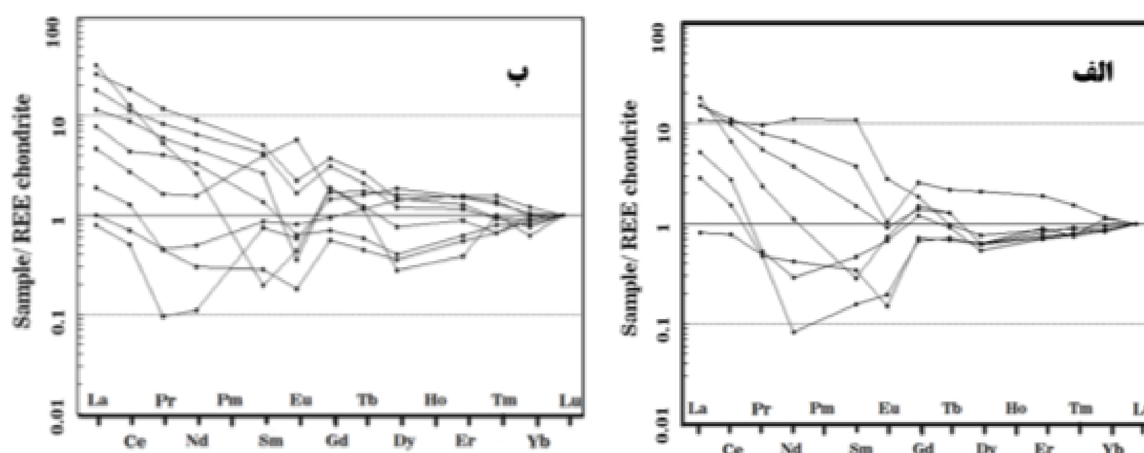
الگوی توزیع عناصر خاکی نادر

مقادیر عناصر خاکی نادر (REE) در نمونه‌های ریولیتی مورد بررسی گنبد هرمز و گچین در جدول ۴ ارائه شده است. این براساس، مقدار عناصر خاکی نادر در هرمز از ۲۸ تا ۸۸۲۸ pmm و در گچین از ۳۱ تا ۳۳۲ppm متغیر است. همچنین در منطقه هرمز، گستره تغییرات عناصر خاکی نادر سبک (La-Gd, LREE) شدید (۳۴۸ ppm -۱۷٫۹) و برای عناصر خاکی نادر سنگین (Tb-Lu, HREE) ضعیف (۱۱٫۳۶ ppm-۳٫۱۲) است. گفتنی است که در نمونه دارای آپاتیت (H-2)، مقدار LREEها به ۸۲۱۷ و HREEها به ۶۱۱ می‌رسد. در منطقه گچین نیز، گستره تغییرات عناصر خاکی نادر سبک شدید (۱۹۶ ppm-۱۵٫۶) و برای عناصر خاکی نادر سنگین ضعیف (۱۳۶ ppm-۱٫۳) است. میانگین نسبت LREE به HREE در ریولیت‌های گنبد نمکی هرمز (۱۳٫۳) بیش از این نسبت در گنبد نمکی گچین (۴٫۴) است.

برای بررسی الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر از نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت استفاده شد [۳۵] (شکل ۶). بر این اساس، LREEها پراکندگی بیشتری نسبت به HREEها نشان می‌دهند. در واقع، رفتار LREEها شبیه سنگ دوست بزرگ یون (LILE) بوده و ممکن است طی فرایندهای ثانویه از جمله دگرسانی، پراکندگی نامتوازن داشته باشند. این در حالی است که HREEها رفتار شبیه HFSEها داشته و در برابر فرایندهای دگرسانی و هوازدگی تحرک کمتری دارند و به طور کلی پراکندگی منظم‌تری از خود نشان می‌دهند. از سوی دیگر، الگوی هموار و کم شیب HREE ها پیشنهاد می‌کند که آمفیبول نیز در منطقه خاستگاه ماگما حضور داشته است. از این رو، فراوانی پایین HREE ها نشانگر حضور گارنت و هورنبلند در مواد بازماندی برآمده از ذوب بخشی مواد خاستگاه است. پراکندگی REEها در سنگ‌های گچین در مقایسه با سنگ‌های هرمز روند منظم‌تری دارد و به صورت موازی و به نسبت پیوسته هستند که می‌تواند نشاندهنده خاستگاه واحد و تبلور جدایشی به عنوان سازوکار تشکیل آنها باشد.

جدول ۴ مقادیر عناصر نادر نمونه‌های ریولیتی هرمز (H) و گچین (G)، بر حسب ppm به دست آمده به روش ICP-MS.

نمونه	H-1	H-2	H-3	H-4	H-5	H-6	H-7	H-8
ΣREE	۳۵۹/۴	۸۸۲۸/۸	۳۴/۹	۴۸/۵	۱۵۲/۹	۲۸/۱	۶۰/۹	۳۵۹/۴
$LREE_{La-Gd}$	۳۸۴/۱	۸۲۱۷/۴	۳۰/۴	۳۹/۴	۱۴۶/۷	۱۷/۹	۵۷/۸	۳۸۴/۱
$HREE_{Tb-Lu}$	۱۱/۴	۶۱۱/۴	۴/۵	۹/۱۳	۶/۲	۱۰/۱	۳/۱۲	۱۱/۴
Eu/Eu*	۰/۳	۰/۳۴	۰/۹	۰/۳	۰/۶۴	۰/۶۱	۱/۱	۰/۶
Ce/Ce*	۱	۱	۱/۵	۱/۲۲	۱/۰۱	۵/۶	۱	۱
La_N/Yb_N	۱۱/۳	۱۳/۱	۴/۷	۳/۳	۱۷/۷	۰/۹	۲۱/۹	۰/۸
Ce_N/Yb_N	۱۰/۹	۹/۸	۲/۴	۱/۷	۱۱/۶	۰/۹	۸/۱	۰/۶
نمونه	G-1	G-2	G-3	G-4	G-5	G-6	G-7	G-8
ΣREE	۳۳۲/۹	۱۳۳/۹	۳۴/۹	۱۶۴/۹	۵۲/۲	۸۳/۶	۳۱/۱۲	۷۳
$LREE_{La-Gd}$	۱۹۶/۵	۱۲۷/۶	۲۸/۲	۱۵۹/۴	۴۴	۷۹/۹	۱۵/۶	۷۱/۷
$HREE_{Tb-Lu}$	۱۳۶/۴	۶/۳	۶/۷	۵/۴	۸/۲	۳/۶	۱۵/۵	۱/۳
Eu/Eu*	۰/۹	۰/۲	۰/۵	۰/۵	۲/۲۳	۰/۵	۰/۶	۰/۷
Ce/Ce*	۱	۱/۳	۱	۰/۹	۰/۹	۳/۴	۰/۹	۱
La_N/Yb_N	۱۱/۹	۲/۲	۳۴/۶	۴/۵	۲۰/۲۳	۰/۸	۵۲/۳	۹/۷



شکل ۶ نمودارهای چند عنصری عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت [۳۵]، برای الف) هرمز و ب) گچین.

مقدار میانگین نسبت‌های $(La/Yb)_N$، $(Ce/Yb)_N$ به عنوان شاخص LREE/HREE برای سنگ‌های ریولیتی هرمز و گچین به ترتیب برابر با ۶/۴ و ۶/۴۹ در منطقه هرمز و ۱۵/۲و ۸/۶ در سنگ‌های گچین است. این مقادیر نشاندهنده‌ی غنی‌شدگی آشکار LREEها نسبت به HREEهاست. افزون بر این، این نسبت‌ها در نمونه‌های هرمز گستره تغییرات محدودتری در مقایسه با نمونه‌های گچین دارند. این امر نشان می‌دهد که تفکیک عناصر در نمونه‌های هرمز نسبت به گچین ضعیف‌تر بوده است [۳۶].

به طور کلی می‌توان گفت که غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) از ویژگی‌های ماگماهای آهکی‌قلیایی کمان‌های آتشفشانی پهنه های فرورانش کرانه قاره‌ای است. عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین ناسازگارتر هستند و بنابراین در مذاب تولید شده، LREEها غلظت بیشتری دارند و طی دگرگونی‌های ماگمایی در سنگ‌های دگرگونه متمرکز شده و در نتیجه نسبت به HREEها غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین از ویژگی‌های بارز سنگ‌های مناطق فرورانش، غنی-شدگی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین است [۳۷]. در اثر آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای، LREEها در پوسته قاره‌ای متمرکز شده‌اند و غلظت بالاتر آن‌ها در سنگ نشانگر آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای است [۳۸].

نقش تبلور کانی‌ها بر توزیع و تمرکز REEها

فازهای کانیایی متعددی به عنوان میزبان عناصر خاکی نادر معرفی شده‌اند که از جمله می‌توان به اکسید و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، کانی‌های فسفات ثانویه و رس‌ها اشاره نمود [۳۹]. در این پژوهش، برای تعیین نقش فازهای کانیایی در تمرکز عناصر خاکی نادر در ریولیت‌های هرمز و گچین، ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر و نسبت‌های عنصری محاسبه شد. سنگ‌های ریولیتی هرمز ضریب همبستگی مثبت و قوی بین REEها با Fe_2O_3 (R=۰٫۸۲)، P_2O_5 (R=۰٫۹) و CaO (R=۰٫۸۲) و سنگ‌های ریولیتی گچین ضریب همبستگی مثبت بین REEها با Fe_2O_3 (R=۰٫۶)، P_2O_5 (R=۰٫۸۱) و CaO (R=۰٫۹) نشان می‌دهند. در هر دو مجموعه هرمز و گچین، ضریب همبستگی منفی و قوی بین REEها با Al_2O_3 نشان می‌دهد که کانی‌های رسی نقشی در تمرکز عناصر خاکی نادر ندارند. با این حال، همبستگی قوی و مثبت بین REEها با مجموعه اکسیدهای آهن، فسفات و کلسیم نشان می‌دهد که کانی‌های هماتیت و فسفاتی نقش به سزایی در توزیع REE ها دارند. مقدار P_2O_5 در ریولیت‌های هرمز کمتر از ۰٫۱-۰٫۳ درصد وزنی است و مقدار آن اغلب با کانی آپاتیت کنترل می‌شود، به طوری که در نمونه H-2 دارای آپاتیت فراوان، مقدار آن تا ۴ درصد وزنی رسیده است. در ریولیت‌های گچین مقدار P_2O_5 از ۰٫۲ تا ۰٫۴ درصد متغیر است. با این وجود، مقدار بالای P_2O_5 در نمونه مورد بررسی از هرمز وابسته به حضور کانی آپاتیت است. همبستگی مثبت P_2O_5 با Fe_2O_3 به احتمال بسیار نشان‌دهنده خاستگاه یکنواخت برای آنهاست. بنابراین با توجه به اهمیت آپاتیت در تمرکز عناصر خاکی نادر، توزیع الگوی این عناصر در این کانی بررسی شد.

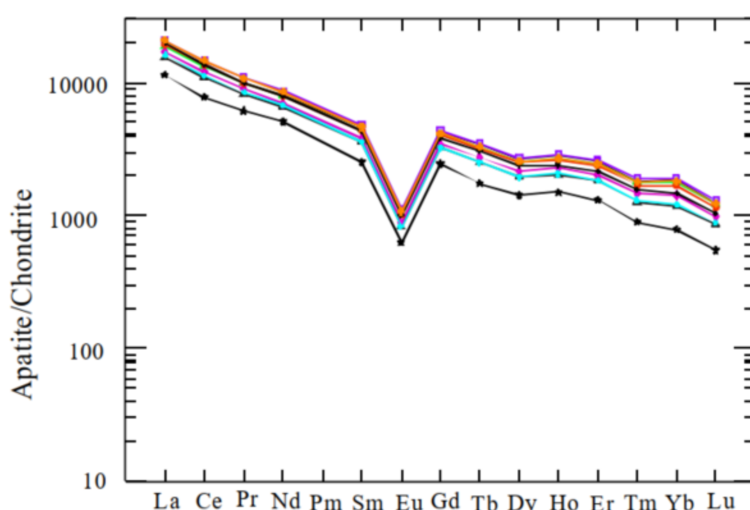
الگوی توزیع REEها در آپاتیت هرمز

عناصر خاکی نادر در آپاتیت جانشین Ca^{2+} شده و نقش مهمی برای توزیع این عنصر در کانسنگ و سنگ دارند [۸]. چنان که بیان شد، مقدار REEها در نمونه دارای آپاتیت از گنبد نمکی هرمز به(H-2) ۸۸۲۸٫۸ppm می‌رسد. بر این اساس، برای بررسی زمین‌شیمی عناصر خاکی نادر در کانی آپاتیت منطقه هرمز، ۱۰ نمونه آپاتیت به روش ICP-MS تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۵). در نمودار چند عنصری عناصر خاکی نادر نمونه‌های آپاتیت گنبد نمکی هرمز بهنجار شده با کندریت، [۳۵] (شکل ۷)، آپاتیت‌های ریولیت‌های هرمز از نظر غنی‌شدگی و توزیع عناصر خاکی نادر شبیه هستند و یک روند کاهشی با شیب یکنواخت با غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها با بی‌هنجاری منفی از Eu نشان می‌دهند که از ویژگی‌های آپاتیت‌های نوع کایرونا در کانسارهای آهن-آپاتیت است [۴۰]. بلورهای آپاتیت گنبد نمکی هرمز دارای غنی‌شدگی به نسبت یکسان در عناصر Nd و La هستند و همچنین مقدار غنی‌شدگی Ce نسبت به سایر عناصر خاکی نادر در آنها بیشتر است. مقدار غنی‌شدگی از LREEها نسبت به HREEها را می‌توان با نسبت Ce/Y نشان داد که این نسبت برابر با ۲٫۳ است. این بیانگر همگن بودن آپاتیت‌های موجود در گنبد نمکی هرمز است.

جدول ۵ داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر خاکی نادر آپاتیت‌های موجود در ریولیت‌های هرمز.

نمونه	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	A-8	A-9	A-10
La	۴۹۴۰	۲۷۱۰	۳۸۳۰	۴۶۷۰	۴۵۶۰	۴۰۴۰	۴۹۴۰	۴۴۳۰	۳۶۶۰	۴۵۵۰
Ce	۸۹۵۰	۴۷۶۰	۶۸۳۰	۸۳۸۰	۸۲۹۰	۷۳۳۰	۹۰۰۰	۸۱۳۰	۶۶۲۰	۸۴۰۰
Pr	۱۰۲۰	۵۷۹	۷۹۰	۹۴۸	۹۴۰	۸۴۸	۱۰۳۰	۹۴۵	۷۸۱	۹۶۴
Nd	۳۹۷۰	۲۳۶۰	۳۱۲۰	۳۷۱۰	۳۶۹۰	۳۲۷۰	۴۰۴۰	۳۷۱۰	۳۰۸۰	۳۷۹۰
Sm	۷۰۹	۳۸۵	۵۴۵	۶۵۵	۶۶۷	۵۸۴	۷۳۰	۶۷۳	۵۵۰	۶۹۱
Eu	۶۲٫۲	۳۶٫۲	۴۷٫۳	۵۷٫۴	۵۸٫۸	۵۱٫۳	۶۴٫۹	۵۹٫۱	۴۸	۶٫۸
Gd	۸۵۰	۵۰۳	۶۵۸	۷۹۱	۸۳۴	۷۱۷	۸۹۸	۸۲۸	۶۶۳	۸۶۵
Tb	۱۲۳	۶۵٫۴	۹۲٫۹	۱۱۴	۱۱۹	۱۰۲	۱۳۰	۱۲۰	۹۴٫۵	۱۲۶
Dy	۶۵۰	۳۶۰	۴۸۹	۵۹۲	۶۳۳	۵۴۲	۶۹۲	۶۴۳	۴۹۵	۶۷۴
Ho	۱۵۲	۸۴٫۴	۱۱۶	۱۳۶	۱۴۸	۱۲۸	۱۶۲	۱۵۲	۱۱۵	۱۵۸
Er	۴۰۳	۲۱۷	۳۰۵	۳۵۸	۳۹۱	۳۳۵	۴۲۹	۴۰۲	۳۰۱	۴۱۸
Tm	۴۵٫۶	۲۲٫۸	۳۳٫۴	۳۹٫۶	۴۳٫۱	۳۷٫۱	۴۸٫۵	۴۴٫۹	۳۲٫۴	۴۶٫۳
Yb	۳۰۷	۱۳۳	۲۰۴	۲۵۲	۲۸۷	۲۴۰	۳۲۵	۳۰۴	۱۹۸	۳۱۶
Lu	۳۱٫۲	۱۳٫۹	۲۲٫۱	۲۶٫۳	۲۹٫۲	۲۵	۳۳٫۱	۳٫۹	۲۱٫۶	۳۱٫۸
ΣREE	۲۲۰۸۸	۱۲۰۳۶	۱۶۹۰۵	۲۰۶۲۰	۲۰۵۷۱	۱۸۱۶۵	۲۲۳۹۲	۲۰۳۵۷	۱۶۵۲۷	۲۰۹۷۲
*Eu/Eu	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۳	۰٫۰۳
Ce/Ce*	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۹

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.4.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.429]



شکل ۷ نمودار چند عنصری عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت برای نمونه‌های آپاتیت گنبد نمکی هرمز [۳۵].

براساس نسبت‌های $(La/Yb)_N$، $(Ce/Yb)_N$ به عنوان شاخص HREE/ LREE، نمونه‌های آپاتیت مورد بررسی (جدول ۵)، مقادیر عناصر خاکی نادر سبک غنی‌شدگی نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین نشان دارند. افزون بر این، میزان نسبت‌های $(La/Yb)_N$، $(Ce/Yb)_N$ در مقایسه با این نسبت‌ها در نمونه‌های ریولیتی گنید نمکی هرمز غلظت بیشتری را نشان می‌دهند.

تفسیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce

عوامل بسیاری بر توزیع عناصر خاکی نادر اثر می‌گذارند که از جمله می‌توان به بار یونی، دما، فشار و گریزندگی اکسیژن اشاره کرد [۴۱]. همچنین اکسایش Eu و Ce بر رفتار زمین‌شیمیای آنها اثر دارد. با توجه به اینکه دو عنصر Eu و Ce در حالت اکسیدی (Ce^{4+}, Eu^{3+}) به دلیل پتانسیل یونی بیشتر و تحرک کمتر در پهنه‌های دگرسانی تثبیت می‌شوند، تحلیل رفتار آنها نسبت به سایر عناصر خاکی نادر و در نظر گرفتن سایر عوامل کنترل کننده توزیع عناصر خاکی نادر، راهنمای مناسبی برای درک شرایط فیزیکوشیمیایی سیال و محیط دگرسانی محسوب می‌شوند [۴۲]. در نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل ۶)، Eu بی‌هنجاری منفی آشکار در سنگ‌های ریولیتی گنبد نمکی هرمز و گچین نشان می‌دهد.

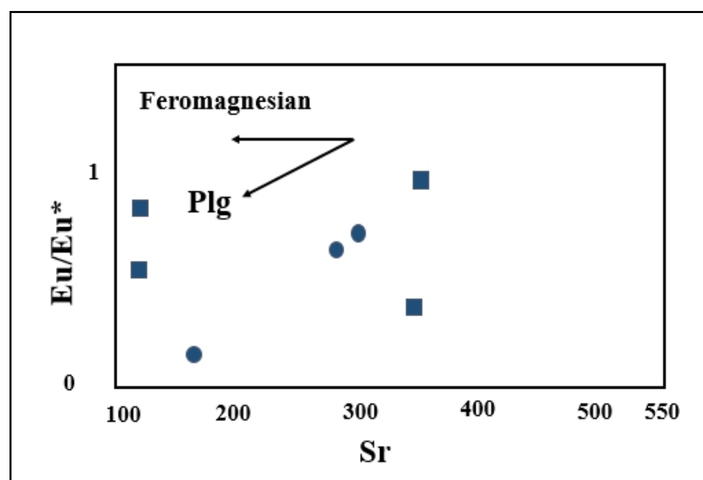
نسبت‌های Eu/Eu* و Ce/Ce* در ریولیت‌های هرمز و گچین

نسبت Eu/Eu* در سنگهای ریولیتی گنبد نمکی هرمز ۱/۱-۰/۳ و در گچین ۰/۹-۰/۳ است که می‌تواند نشانه تبلور پلاژیوکلاز در ماگما و جدایش پلاژیوکلاز از ماگمای اولیه باشد [۴۳]، به این صورت که در اثر تشکیل فلدسپار و جدایش پلاژیوکلاز طی صعود ماگما به سطح زمین، Eu به ساختار پلاژیوکلازها وارد شده و مقدار آن ماگما کاهش یافته است [۴۴]. بنابراین تهی‌شدگی Eu نسبت به کندریت می‌تواند در ارتباط با تبلور بخشی پلاژیوکلاز از ماگمای خاستگاه باشد [۸]. در واقع، بی‌هنجاری منفی و ضعیف Eu مربوط به وجود مقادیر بالای پلاژیوکلاز به دلیل گریزندگی O_2 پایین است به طوری که از مصرف Eu^{+2} و شکل گیری آن جلوگیری می‌کند. این بی‌هنجاری منفی با غلظت بالای REEها مانند نمونه‌های هرمز همراه است [۴۱]. بر اساس نظر چن و همکاران [۴۵]، بر اثر جدایش کانی‌های فرومنیزین در مراحل اولیه تبلور ماگما، مقدار Sr و از طرفی نسبت Eu/Eu* نیز افزایش می‌یابد. با توجه به شکل ۸ و دیده روند ثابت Eu/Eu* نسبت به Sr در ریولیت‌ها به نظر می‌رسد که پلاژیوکلاز عامل مهمی در دگرگونی سنگ‌های ماگمایی منطقه است.

از طرفی براساس ضریب همبستگی منفی Eu/Eu* نمونه‌های ریولیت هرمز با P_2O_5 و Fe_2O_3 (R= -۰/۴) می‌توان گفت که تغییرات بی‌هنجاری Eu در کانسنگ‌ها با کانی‌های اکسیدی (آپاتیت و هماتیت) کنترل شده است و روند تغییرات بی‌هنجاری Eu در دیوریت‌ها و آپاتیت می‌تواند در ارتباط با رسوبگذاری همزمان این عنصر توسط اکسیدهای فسفر و آهن باشد.

نسبت Ce/Ce* در هرمز و گچین به ترتیب در گستره ۵/۶-۱ و ۳/۲-۱ متغیر است. Ce نمونه‌های ریولیتی هرمز و گچین بی‌هنجاری مثبت ضعیفی را نشان می‌دهد. Ce/Ce* ضریب همبستگی مثبت قوی با Na_2O در ریولیت‌های گنبد نمکی گچین هرمز (R=۰/۹) و ضریب همبستگی مثبت قوی با TiO_2 در ریولیت‌های هرمز (R=۰/۹) نشان می‌دهد.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.4.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.429]



شکل ۸ نمودار Eu/Eu* نسبت به Sr برای نمونه‌های ریولیتی گنبد هرمز و گچین [۴۵].

نسبت‌های Eu/Eu* و Ce/Ce* در آپاتیت هرمز

نسبت‌های Eu/Eu* و Ce/Ce* در آپاتیت هرمز برای ارزیابی مراحل اکسایش-کاهش ماگما به کار برده می‌شود. کم بودن گریزندگی اکسیژن، نسبت Eu^{+2}/Eu^{+3} و Ce^{+3}/Ce^{+4} در مذاب را افزایش می‌دهد [۴۶] و شرایط برای تشکیل پلاژیوکلازها و حذف Eu^{+2} از مذاب فراهم می‌شود. این امر مقدار Eu^{+3} نسبت به Ce^{+3} در آپاتیت را کاهش می‌دهد و از این رو، بی‌هنجاری منفی قوی Eu و بی‌هنجاری مثبت Ce شاخص در آپاتیت پدید می‌آیند. در واقع، آپاتیت تمایل به جذب Eu^{+3} و Ce^{+3} به ساختار خود دارد، زیرا این دو شعاع یونی نزدیک به Ca^{+2} دارند. افزون بر این، Ce بیشتر به صورت Ce^{+3} وارد آپاتیت می‌شود. نسبت Eu/Eu* آپاتیت‌های هرمز در گستره ppm ۰/۰۴-۰/۰۱و نسبت Ce/Ce* آنها در گستره ppm ۰/۹-۰/۸ متغیر است. براساس تغییرات نسبت‌های Eu/Eu* و Ce/Ce* در آپاتیت‌های هرمز و نمونه‌های ریولیتی، می‌توان گفت که نمونه‌های آپاتیت گستره تغییرات کمتری از Eu و Ce و بی‌هنجاری پایین‌تری از Eu نسبت به دیوریت‌های هرمز دارند. با توجه به اینکه Eu/Eu*>1 شاخص محیط احیایی و Eu/Eu*<1 شاخص محیط اکسیدی هستند [۴۷]، تغییرات نزولی Eu/Eu* در ریولیت‌های هرمز (۰/۳-۱/۱ ppm) به سمت نسبت‌های پایین‌تری از Eu/Eu* در آپاتیت‌های هرمز (ppm ۰/۰۴-۰/۰۱) می‌تواند نشانگر تغییر شرایط ماگمایی از شرایط کمی احیایی به سمت شرایط اکسیدی طی تشکیل آپاتیت‌ها باشد. بررسی های سیال درگیر انجام شده برای کوارتز ریولیت-ها و آپاتیت‌های هرمز [۴۹،۴۸] بیانگر شکل گرفتن آنها از ماگمای واحد است، اما در مورد بلورهای آپاتیت، خاستگاه ماگمایی محض را در نظر نگرفته‌اند، بلکه باور دارند که آمیختگی با آبهای جوی یا دگرگونی‌های گرمابی در شکل‌گیری آنها نیز نقش داشته‌اند. افزون بر این، افزایش بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند به دلیل تبلور فلدسپارها باشد که Eu را از مذاب جدا کرده و در خود متمرکز می‌سازند و در آپاتیت‌های هرمز نشانگر درجه جدایش بالاست. از سویی می‌توان گفت که بی-هنجاری منفی Eu در آپاتیت سنگ‌های گنبد نمکی هرمز به احتمال بسیار مربوط به تبلور پلاژیوکلاز طی مراحل اولیه‌ی تبلور ماگمایی است. به طور کلی، آپاتیت‌های گنبد نمکی هرمز با مشخصه‌های بی‌هنجاری منفی Eu ، بی‌هنجاری مثبت Ce و غلظت REEها قابل توجه تاppm ۸۸۸۲ مهم‌ترین ردیاب برای ارزیابی عناصر خاکی نادر در گنبد نمکی هرمز محسوب می‌شوند.

برداشت

در گنبد نمکی هرمز و گچین، رخنمون‌های گسترده‌ای از سنگ‌های ریولیتی و توف ریولیتی دیده می‌شود. براساس شواهد زمین شیمیایی، سنگ‌های ریولیتی گنبد هرمز و گچین به سری‌های ماگمایی آهکی قلیایی تا شوشونیتی وابسته هستند و طی یک نظام زمین‌ساختی از نوع کمان‌های آتشفشانی کرانه فعّال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. تبلور جدایشی، آلایش ماگمایی و

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.4.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.429]

دگرنهادی ورقه اقیانوسی فرورانده شده در دگرگونی سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر نقش داشته‌اند. در واقع، ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای تا حدی دگرنهاده شده شکل گرفته است که دگرنهادی گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های برآمده از پوسته اقیانوسی فرورونده و یا آلایش ماگما با سنگ‌های پوسته قاره‌ای ایجاد شده است.

بررسی های انجام شده بر عناصر خاکی نادر ریولیت‌های گنبد نمکی هرمز و گچین بیانگر غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر (HREE) سنگین است. مقدار میانگین نسبت‌های $(Ce/Yb)_N$، $(La/Sm)_N$، $(La/Yb)_N$ به عنوان شاخص (LREE /HREE) برای سنگ‌های ریولیتی هرمز و گچین دارای گستره تغییرات محدودتری نسبت به سنگ‌های ریولیتی گچین است. این امر نشان می‌دهد که تفکیک عناصر در نمونه‌های هرمز نسبت به گچین ضعیف‌تر بوده است. غنی‌شدگی بالای LREE/HREE در سنگ‌های ریولیتی هرمز در مقایسه سنگ‌های ریولیتی گنبد نمکی گچین اشاره به نقش مهم کانی آپاتیت در تمرکز قابل توجه عناصر خاکی نادر (تا ۸۸۲۸ ppm) دارد. همبستگی قوی و مثبت بین REEها با مجموعه اکسیدهای آهن، فسفات و کلسیم و همچنین بی‌هنجاری مثبت از La و Ce و بی‌هنجاری منفی P در نمونه‌های ریولیتی هرمز نیز پیامد حضور کانی آپاتیت در این سنگ‌هاست. افزون بر این، الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر در آپاتیت‌های هرمز شبیه ریولیت‌های هرمز است و یک ارتباط ماگمایی بین آنها را نشان می‌دهد. همچنین، مقدار عناصر نادر در آنها نسبت به سنگ دربرگیرنده ریولیت بیشتر است. الگوی پراکندگی LREEها در آپاتیت‌های گنبد نمکی هرمز نسبت به ریولیت‌های هرمز روند منظم‌تر و یکنواخت‌تری دارد، به طوری که عناصر خاکی نادر سازگاری بیشتری برای تمرکز در کانی آپاتیت نشان می‌دهند.

براساس نسبت‌های $(Ce/Yb)_N$، $(La/Yb)_N$ به عنوان شاخص (LREE /HREE) در نمونه‌های آپاتیت، مقادیر عناصر خاکی نادر سبک غنی‌شدگی نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین نشان می‌دهند. افزون بر این، مقدار نسبت‌های $(La/Yb)_N$، $(Ce/Yb)_N$ نمونه‌های آپاتیت در مقایسه با نمونه‌های ریولیتی گنید نمکی هرمز غلظت بیشتری را نشان می‌دهند. در سنگ‌های ریولیت هرمز و گچین، تهی‌شدگی Eu و غنی‌شدگی Ce، بیانگر شرایط اکسایشی و فعالیت بالای اکسیژن طی تشکیل آنهاست. نسبت Eu/Eu* در سنگ‌های ریولیتی گنبد نمکی هرمز ۱/۱-۰/۳ و در گچین ۰/۹-۰/۳ است که می‌تواند نشانگر تبلور پلاژیوکلاز در ماگما و جدایش پلاژیوکلاز از ماگمای اولیه باشد. نسبت Eu/Eu* آپاتیت‌های هرمز در گستره ppm ۰/۰۴-۰/۰۱و نسبت Ce/Ce* آنها در گستره ppm ۰/۹-۰/۸ متغیر است. بر اساس تغییرات نسبت‌های Eu/Eu* وCe/Ce* در آپاتیت‌های هرمز و نمونه‌های ریولیتی می‌توان گفت که نمونه‌های آپاتیت گستره تغییرات کمتری از Eu و Ce و بی-هنجاری قوی‌تری از Eu نسبت به ریولیت‌های هرمز نشان می‌دهند. افزایش بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند به دلیل تبلور فلدسپارها باشد که Eu را از مذاب جدا کرده و در خود متمرکز می‌سازند و در آپاتیت‌های هرمز نشانگر درجه جدایش بالاست. از طرفی می‌توان گفت که بی‌هنجاری منفی Eu در آپاتیت سنگ‌های گنبد نمکی هرمز به احتمال بسیار مربوط به تبلور پلاژیوکلاز طی مراحل اولیه‌ی تبلور ماگمایی است.

بر اساس نتایج این پژوهش می‌توان گفت که در آپاتیت‌های گنبد نمکی هرمز، الگوی عناصر خاکی نادر، غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها، بی‌هنجاری منفی Eu و بی-هنجاری مثبت Ce و غلظت قابل توجه REEها تا ppm ۸۸۸۲ مهم‌ترین ردیاب برای ارزیابی عناصر خاکی نادر در گنبد نمکی هرمز محسوب می‌شوند.

مراجع

[1] Arian M., Noroozpour H., "*Tectonic Geomorphology of Iran's Salt Structures*", Open Journal of Geology (2015) 5(02): 61-79.

[2] Talbot C.J., "*Extrusions of Hormuz salt in Iran*", Geological Society, London, Special Publications (1998) 143: 315-334.

[3] Ghazban F., Al-Aasam I.S. "*Hydrocarbon-induced diagenetic dolomite and pyrite formation associated with the Hormoz Island salt dome, offshore Iran*", Journal of Petroleum Geology (2010) 33: 183-196.

[4] Hassanlouei B.T., Rajabzadeh M.A., "*Iron ore deposits associated with Hormuz evaporitic series in Hormuz and Pohl salt diapirs, Hormuzgan province, southern Iran*", Journal of Asian Earth Sciences (2019) 172: 30-55.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.4.2]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.429]

Golfes: Verh. Naturh-med", Ver Teile Heidelberg D. S 15 (1972).

[17] Jafari Sadr A.R., "*Geology and petrology of the complex of igneous rocks and the transformation of the salt dome of Gachin (Bandar Abbas)*", MSc thesis, University of Tehran (2001).

[18] Sun S.S, Mc Donough W.F., "*Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*", Geological Society, London, Special Publications (1989) 42 (1): 313-345.

[19] Temizel R., Arslan M., Ruffet G., Peucat J.J., "*Petrochemistry, geochronology and Sr-Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulube (Ordu) area, eastern Pontide, NE Turkey implications for extension-related originand mantle source characteristics*", Lithos (2012) 128: 126–147.

[20] Biabangard H., Rigie S., Soloke H.R., "*Petrology, geochemistry and origion of Rigmalak granite, southeast of Zahedan*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy (2019) 27: 839-854.

[21] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., "*Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey*", Journal of Volcanology and Geothermal Research (2000) 102: 67-95.

[22] Zareie Sahamiye R., Ebrahimi S., "*Petrology, mineral chemistry and tectonomagmatic environment of volcanic rocks northeast of Farmahin (North of Arak)*", (in Persian) (2014) 6: 375-392.

[23] Motamedi Blanford N.T., "*Note on the geological formation seen along the coasts of Baluchistan and Persia from Karachi to the head of Persian Gulf*", Geological Survey of India (1872) 5: 5- 41.

[24] Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C. and McDonald G.D., "Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models", Contributions to Mineralogy and Petrology (2002) 144: 38- 56.

[25] You C.F., Catillo P.R., Gieskes J.M., Chan L.H., Spivack A.J., "*Trace element behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depth in subduction zones*",

[5] Faramarzi N.S., Jamshidibadr M., Heuss-Assbichler S., Borg G., "*Mineral chemistry and fluid inclusion composition as petrogenetic tracers of iron oxide-apatite ores from Hormuz Island, Iran*", Journal of African Earth Sciences (2019) 155: 90-108."

[6] Abdelnasser A., Kumral M., Zoheir B., Karaman M. and Weihed P., "*REE geochemical characteristics and satellite- based mapping of hydrothermal alteration in Atud gold deposit, Egypt*", Journal of African Earth Sciences (2018) 145: 317- 330.

[7] Bea F., Fershtater G., Corretge L.G., "*The geochemistry of phosphorus in granite and the effect of aluminum*", Lithos (1992) 29: 43-45.

[8] Frietsch R., Perdahl J.A., "*Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types*", Ore Geology Reviews (1995) 9(6): 489-510.

[9] Fakhari M., "*Bandarabbas geological compilation map. M. Fakhari Ph. D thesis uder supervision of S*", Shahriyary, Islamis Azad unversity (1994).

[10] Rostami A., Bazamad M., Haj Alilou B., Moazzen M., "*Investigation of Rare earth elements in apatite of Hormuz salt dome (in Persian)*", Journal of Economic Geology (2014) 6: 71-85.

[11] Alian F., Bazamad M., "*Petrography of Zendan salt dome (Hara), Bandar Lengeh*", In 6th Symposium of Iranian society of Economic Geology, Sistan and Baluchestan University, Zahedan, Iran (in Persian), (2014).

[12] Ghasemi A. and Talbot C.J., "*A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)*", Journal of Asian Earth Sciences (2006) 26: 683-693

[13] Alavi M., "*Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran*", American Journal of Science (2007) 307: 1064-1095. DOI: 10.2475/09.2007.02

[14] Heydari E., "*Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran*", Tectonophysics (2008) 451: 56–70. DOI: 10.1016/j.tecto.2007.11.046.

[15] Alavi M., "*Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution*", American Journal of Science (2004) 304: 1–20. DOI: 10.2475/ajs.304.1.1.

[16] Richardson R.K., "*Die Geologie und die Salzdoms in sud-Westhichen des Persischen*

skarn iron ore deposit, Northwest of Divandareh, Kurdistan Province", Journal of Economic Geology (2014) 2: 35-57.

[37] Kuscu G.G., Geneli F., "*Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoy Volcanic Complex*", International Journal of Earth Sciences (2010) 99 (3): 593-621.

[38] Sirvastava R. K., Singh R.K., *"Trace element geochemistry and gemesise of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the centeral indian craton"*. evidence for mantle metasomatism: Asan Earth Science (2004) 23: 373-389.

[39] Ndjigui P.D., Bilong P., Bitom D., Dia A.,"*Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon*", Journal of African Earth Sciences (2008) 50: 305-328.

[40] Edfelt A., "*The Tjarrojakka Apatite-Iron and Cu (-Au) Deposits, Northern Sweden*", Thesis for the Degree of Doctor of Philosophy (2007).

[41] Henderson P. ed., "*Developments in Geochemistry: Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier (1984).

[42] Wilkinson J.J., Eyre S.L., Boyce A.J., "*Oreforming processes in Irish-type carbonate-hosted Zn-Pb deposits: evidence from mineralogy، chemistry and isotopic composition of sulfides at the Lisheen Mine*", Economic Geology (2005) 100: 63-86.

[43] Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T., "*High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan*", Economic Geology (2012) 107: 295–332.

[44] Zarasvandi A., Rezaei M., Tashi M., Fereydouni Z., Saed M., "*Comparison of geochemistry and porphyry copper mineralization efficiency in granitoids of the Sanandaj-Sirjan and Urumieh-Dokhtar zones; using rare earth elements geochemistry*", (in Persian), Journal of Economic Geology (2019) 11: 1-32.

[45] Chen B., Jahn B.M., Wei C., "*Petrogenesis of Meso zoic granitoidsin the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd–Sr isotope e vidence*", Lithos (2002) 60: 67–88.

Earth and Planetary Science Letters (1996) 140; 41-52.

[26] Wilson M, *"Igneous petrogenesis a global tectonic approach", Department of earth Science, University of leeds*, (1989) 466.

[27] Rollinson H. R.," *using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation"*, Routledge (2014).

[28] Pearce J.A., "*Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*", In: Thorpe, R.S. (Ed.), Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley and Sons, Chichester, England (1982) 525–548.

[29] Pearce J.A., Norry M.J., *"Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks"*, Contribution to Mineralogy and Petrology (1979) 69: 33- 47.

[30] Kurkcuoglu B., "*Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidag volcanic complex, Central Anatolia, Turkey*", Journal of Asian Earth Sciences (2010) 37: 42-51.

[31] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "*Trace element discrimination diagramsfor the tectonic interpretation of granitic rocks*", Journal of Petrology (1984) 25(4): 956-983.

[32] Schandl E.S., Gorton M.P., "*Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments*", Economic Geology (2002) 97: 629–642.

[33] Pearce J.A., "*Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins*", In: Hawkesworth, C.J.,. Nurry, M.L. (Eds.), Continental basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich (1983) 230-249.

[34] Elburg M.A., Bergen M.V., Hoogewerff J., Foden J., Vroon P., Zulkarnain I., Nasution A. "*Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes*", Indonesia. Geochemica et Cosmochimica Acta (2002) 66: 2771–2789

[35] Boynton W.V., "*Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies*", In Developments in geochemistry, Elsevier (1984) 2: 63-114.

[36] Barati M., Gholipour M., "*Study of behavior of Rare Earth Elements, fluid inclusions, and stable isotopes of oxygen and sulfur in Zafar Abad*

[46] Sha L.K., Chappell B.W., "*Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis*", Geochimica et Cosmochimica Acta (1999) 63 (22): 3861-3881.

[47] Mehraban Z., Shafiei Bafti B., Shamanian G.H., "*Rare Earths in fluorite deposit of Elika Formation (East of Mazandaran Province)*", Journal of Economic Geology (2016) 8: 201-221.

[48] Faramarzi N.S, Amini S., Mortazavi S.M., "*Study of quartz and apatite fluids in Hormoz Island (southern Iran)*", 18th Conference of the Geological Society of Iran, Tehran, (2014) https://civilica.com/doc/391352.

[49] Whitney, D.L., Evans, B.W., "*Abbreviations for names of rock-forming minerals*", American mineralogist, (2010) 95(1), 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371.